

局地風速と現実複雑地表面の粗度*

近藤純正・山沢弘実**

要旨

複雑多様な地物から成る現実地表面の空気力学的粗度 z_0 を中立成層時のロスビー数相似則の利用によって推定する方法を示した。この方法によれば強風条件下の地衡風速と、ある一高度の地上風速から地表面粗度が評価できる。これを平坦な広い水田地に設置されている仙台平野北浦の東北大学大気境界層観測所、および多様な地物から成る筑波学園都市内館野に適用して z_0 を推定し、従来の大気境界層乱流観測から直接えられている z_0 と比較したところ、よく一致した。

そのほかの地点の粗度 z_0 を推定してみると、ビル群の中にある仙台管区気象台では $z_0=1.2\text{ m}$ 、平野であるがやや複雑地表の田園集落のアメダス観測所では $z_0=40\text{ cm}$ 程度、平坦な広い水田地アメダス観測所では $z_0=2\sim 4\text{ cm}$ になった。この方法の利用はさらに、内陸山間部の山岳による風の遮へい効果や地形・地物による局地風の見積もりにも応用でき、その例を示した。

1. はしがき

風は地表面上を流れるうちに地物から摩擦抵抗を受けて減速させられる。したがって地上風速は地表面の空気力学的粗度の違いによって変化し、地表・大気間の各種エネルギーや物質交換量もそれに依存する。これまで水面や雪氷面、砂地、草地など各種地表面の空気力学的粗度が研究されてきたが、これらは粗度物体が水平方向に一樣に分布する場合を対象としてきた。

環境問題その他、多方面から局地の地上風速を知りたいという社会的要請が最近きわめて強い。他方、地球規模の地表・大気間のエネルギー交換量を正しく評価するためにも、雑多な地物から成る現実地表面の空気力学的粗度やエネルギー交換に対する粗度がいくらかであるかを明らかにする必要がある、気象学・大気物理学上の重要な研究課題にもなっている。

地表面粗度を決定する通常の方法は観測塔によって風速と気温の鉛直分布ならびにフラックスを観測して求め

る。複雑多様な地物から成る現実地表面の場合には多分、高さ 50 m 程度以上の観測塔が必要になってくる。しかしその様な塔をあらゆる場所に建設する事は現実的でない。そこで本報告では、大気境界層が中立成層状態の時のロスビー数相似則を応用して複雑地表面粗度を推定する方法を提案し、その例を示すものである。

2. ロスビー数相似則

上空の風速と地表面摩擦速度 u^* とを結びつける関係が、いわゆるロスビー数相似則である。上空の風速つまり地衡風速を G 、地表面粗度を z_0 とすれば、

$$\ln \frac{G}{fz_0} = A - \ln C_g + \left(\frac{k^2}{C_g^2} - B^2 \right)^{1/2} \quad (1)$$

ただし、 $C_g \equiv u^*/G$ は地衡風抵抗係数、 $f = 2\omega \sin \varphi$ はコリオリ因子、 A と B は大気安定度と温度風パラメータの普遍関数である。大気が中立で、水平温度勾配が小さく温度風が無視 ($\partial G/\partial z \leq 1\text{ ms}^{-1}\text{ km}^{-1}$) できるとき $A=1.5$ 、 $B=4$ である (近藤, 1982, 大気境界層の科学 P. 109 と P. 118 参照)。ロスビー数相似則によれば、 u^*/G はロスビー数 (G/fz_0) の関数として表される。

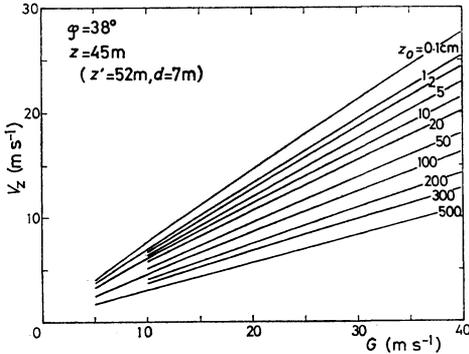
ロスビー数相似則は海上および陸上の一様地表面上の大気境界層観測から確かめられ、普遍定数が求められた。式 (1) を特定の地表面粗度を持つ地点に書き換え

* Surface wind speed and aerodynamic roughness over complex ground surfaces.

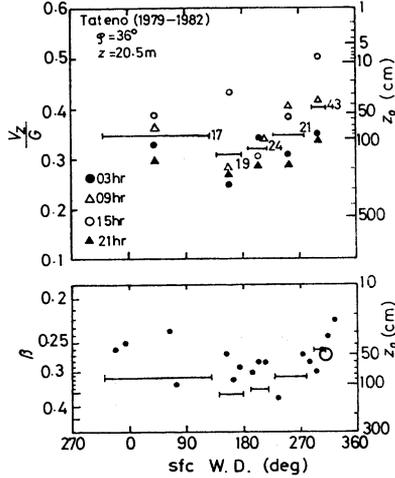
** Junsei Kondo and Hiromi Yamazawa, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1983年7月7日受領—

—1983年9月22日受理—



第1図 中立時の地衝風速Gと地上風速 Vz との関係、パラメータは地表面粗度 z₀、緯度 38°、風速計の有効地上高 45 m の場合。



第2図 (a) 館野高層気象台の地上風速と地衝風速の比を風向別(横軸)に示した図。各記号は図中に示す。横棒は平均値で、これから地表面粗度 z₀(縦軸右側)が推定できる。横棒につけた数値はデータ個数。(b) 黒丸印は気象研究所観測鉄塔で観測した風速のべき乗則の指数 beta と風向との関係。白丸印は風速の対数分布から求めた地表面粗度 z₀、横棒は(a)図に同じ。

ると第1図のようになる。ただし、この際に接地気層で成立する風速の対数分布式

$$\frac{V_z}{G} = \frac{u^*}{G} \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2)$$

を用いて u*/G を Vz/G に換算してある。ここに Vz は接地気層内の高度 z (正しくはゼロ面変位を補正した有効高度) の風速である。

風速計の地上高度を z', ゼロ面変位を d としたとき、z = z' - d である。d の値は粗度物体の高さ h とその配列密度などに依存する。普通の作物では d/h ~ 0.8 程度であるが、配列が粗になると d = 0 とみなしてよい。

第1図を作る場合は、式(1)を変形した式

$$\ln \frac{u^*}{f z_0} = A + \left(\frac{k^2}{C_D^2} - B^2 \right)^{1/2} \quad (1')$$

を用いると便利である。具体的手順は、適当な z₀ と u* の組に対して式(1')より G を、式(2)より Vz を求め、これを繰り返して G と Vz の関係が z₀ をパラメータとして得られる。この時 f および z は各観測点の値を用いる。第1図は phi = 38°, z = 45 m (仙台管区気象台の風速計高度 z' = 52 m からゼロ面変位 d = 7 m を引き算した有効高度) の場合における関係である。この図に地上風速の観測値を G の関数としてプロットすれば z₀ が推定できる。第1図のほか、それぞれの場合に応じて第3図や第4図もつくりことができる。

3. 筑波研究学園都市の地表面粗度

館野高層気象台におけるラジオゾンデ資料から、中立状態に近く、かつ温度風の影響が比較的少ない場合を解析するために、次の条件を設定してデータを選びだした。

- (i) 地上風速 $V_z \geq 5 \text{ ms}^{-1}$ (3時と21時)
 $V_z \geq 6 \text{ ms}^{-1}$ (9時と15時)
- (ii) 900 mb と 800 mb 面の風速：
 $V_{900}, V_{800} \geq 13 \text{ ms}^{-1}$
- (iii) 風速の鉛直シアー： $|V_{900} - V_{800}| \leq 6 \text{ ms}^{-1}$
- (iv) 地上から 800 mb 面までの風向変化：
風向変化 $\leq 60 \text{ deg}$

1979年1月から1982年9月までの4年間にこの条件を満たすデータは3時に28個、9時に30個、15時に41個、21時に25個、合計124個あった。また地上での風向別では、140°-180°が19個、190°-220°が24個、230°-280°が21個、290°-310°が43個、320°-360°-130°が17個あった。データ選択時の条件を厳しくしたことにより、各グループの $|V_{900} - V_{800}|$ の平均値は 0.7 ms^{-1} 前後と非常に小さく、温度風はかなり小さいと考えられる。それゆえ V_{900} を地衝風 G とみなすことにした。なお、 V_{900} の平均値は 22 ms^{-1} である。

まず $G = 22 \text{ ms}^{-1}$, $\phi = 36^\circ$ (館野の緯度), $z = 20.5 \text{ m}$ (館野高層気象台の地上風の観測高度) に対して、 V_z/G と z_0 の関係を求め第2図上の縦軸の左側と右側に示した。

データを風向別・時間別に分類し、地上風速 V_z の平均値を地衡風速 G の平均値で割り算し、 V_z/G を第2図上にプロットした。図の横棒は、それが示す風向範囲における3時、9時、15時および21時の V_z/G の平均値であり、横の数値はデータ個数である。地上風向が北西(320°)から北、北東、東、南東(130°)のデータ数は少ないので、これらは一括してある。 V_z/G の値に対応する z_0 の目盛りを読み取れば、 $z_0 \approx 40 \sim 150$ cm 程度と推定される。

館野高層気象台と隣接した気象研究所の213 m 気象観測鉄塔による地表面粗度の直接的な測定によれば、1980年3月10日夜間の風向310°の強風時に $z_0 = 50$ cm であった(Hanafusa・Fujitani, 1981)。これを第2図下に白丸で示した。この図の横棒は上の図と同じものである。今回推定した z_0 の値とほぼ等しいことがわかる。

Naito *et al.* (1981) は同じ観測鉄塔で1978年11月から1979年10月までの1年間の強風時のデータから、風速のべき乗則

$$V_z = \alpha z^\beta \quad (3)$$

のべき指数 β の風向別分布を求めた。その結果を示したのが第2図下の黒丸である。この観測鉄塔では地上から50 m まで対数分布則が成立するので、地上10 m と50 m の風速より指数 β を次式

$$z_0 = 10 \left(\frac{1}{5} \right)^{\frac{10^\beta}{50^\beta - 10^\beta}} \quad (4)$$

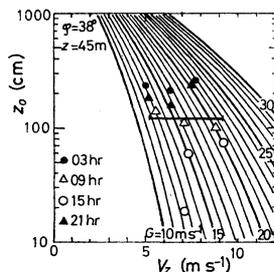
を用いて z_0 に変換した。その結果が第2図下の縦軸右側の目盛りである。

この図によると、今回推定した z_0 と気象研究所で得られた z_0 の風向別分布の様子が類似していることがわかる。このことは、両観測点の風上側数 km (地表風測定高度の100倍程度)の地表面状態がほぼ等しいことから予想されるが、後者がやや小さいのは両観測点が約700 m 離れているために地表面状態は真に同一ではないことによると考えられる。実際、現地を調査した結果、後者の観測鉄塔の回りは前者に比べて開けており、幾何粗度が小さい(続報参照)。

4. 都市の地表面粗度

都市の地表面粗度を推定するために、仙台の風を解析する。仙台管区気象台の地上風速測定高度は52.1 m (ただし、新庁舎に移転した1982年3月1日以後)、緯度は38°である。気象台は市街地にあり、周辺は2~3階から4~5階、さらに10階前後のビルがある。南側は公園

1983年11月



第3図 仙台管区気象台の地上風速 V_z と上空の風速 G との関係、各記号は図中に示す。この値の平均値が横棒で示され、地表面粗度 z_0 が推定できる。

で15 m 前後の樹木がある。これらの周辺環境や、高さ16 m の旧測風塔と新測風塔での風速比との関係からゼロ面変位を $d = 7$ m と推定した。従って風速計の有効高度は $z = 45$ m である。

仙台管区気象台は新庁舎に移転してからの観測期間が短かいので、前項の館野と同じ条件でデータを選べばデータ数が少なくなる。そこで次の条件のもとで解析する。

(i) 地上風速: $V(52 \text{ m}) \geq 4 \text{ ms}^{-1}$

(ii) 900 mb と 800 mb 面の風速:

$$V_{900}, V_{800} \geq 12 \text{ ms}^{-1}$$

(iii) 地上から 800 mb 面までの風向変化:

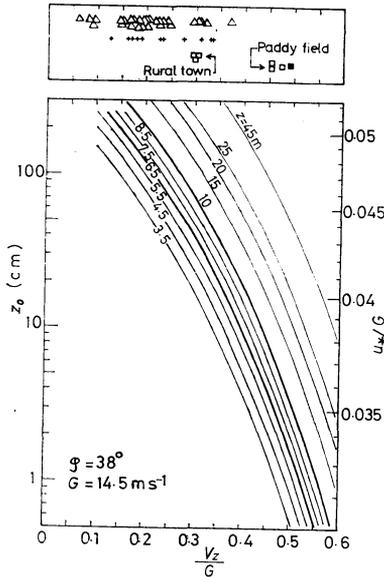
$$\text{風向変化} \leq 90 \text{ deg}$$

1982年3月から1983年5月までに上記条件を満たすデータは3時に44個、9時に39個、15時に54個、21時に50個で合計187個あった。地衡風速 G は900 mb 面の風速で代用した。

第3図は $z = 45$ m, $\phi = 38^\circ$ に対する V_z と z_0 との関係を G をパラメータとして表したものである。上述の条件を満たすデータを時刻別にプロットした。各プロットは10数個のデータの平均である。横棒はこれらのプロットしたデータの平均の z_0 (対数の平均)を示している。仙台の地表面粗度は $z_0 = 1.2$ m 程度と推定される。この値は、東京タワーの風速鉛直分布を用いた直接的方法による Yamamoto・Shimanuki (1964)の結果 $z_0 = 1.65$ m に近い値である。

5. アメダス観測所の粗度

大気境界層が中立に近い条件でのデータを解析するために、1981年12月から1982年8月までの期間で、東北部全般の地上日平均風速が強く、かつ仙台の3時、9



第4図 アメダス観測所の風速比 V_z/G から地表面粗度 z_0 を求める図、パラメータは風速計有効高度 ($z=z'-d$, d はゼロ面変位). 図の上部のプロットは各地点の V_z/G の値, 詳細本文参照.

時, 15時, 21時の高層風 (900 mb および 800 mb の風速) が連続して強い日を選びだした. さらに温度風が小さい条件を見出すために, 900 mb と 800 mb 面の風速の差の絶対値が $|V_{900} - V_{800}| \leq 8 \text{ ms}^{-1}$ の日のみを選んだ. これらの条件を満たす次の10日間について解析する. すなわち1981年12月13日と18日, 1982年3月6日, 16日と25日, 4月4日, 10日と16日, 8月2日と28日である.

境界層の厚さを 1 km 程度と考え, その層内の平均地衡風を G とする. 実際には温度風が存在するので G は次式によって推定する.

$$G \doteq V_{900} - \frac{V_{800} - V_{900}}{2} \quad (5)$$

地上風速 V_z は東北南部3県(宮城県, 山形県, 福島県)の各アメダス観測所の日平均風速とする.

第4図の上半分のプロットはアメダス観測所の V_z/G の値である. 記号は地形特徴を表し, 近藤と森(1982)の分類と同じである. ただし都市観測所と島や沿岸観測所は除外してある. 白四角印は仙台平野と庄内平野の観測所で, $V_z/G \doteq 0.45 \sim 0.5$ の (a) グループと $V_z/G \doteq 0.3$ の (b) グループに分かれている. (a) グループは

周辺がかなり広い水田地帯の観測所(米山, 鹿島台, 狩川)であり, (b) グループは周辺に畑・水田・人家・樹木等々があってやや複雑な地表面を持つ田園集落観測所(古川, 大衡, 築館)である. (a) グループと同じ V_z/G の値を持つ黒四角印は仙台から約 35 km 北の大崎平野の広い水田地帯の北浦という所にある東北大学大気境界層観測所の値である.

前記10日間の地衡風の平均値は $G = 14.5 \text{ ms}^{-1}$ であり, 東北南部3県の平均緯度は $\phi = 38^\circ$ であるので, これを用いて V_z/G と z_0 の関係を第4図の下半分を示した. 数本の線は風速計有効地上高度 z をパラメータとしている. アメダス観測所の風速計高度は 6.5 m が標準である. 参考のために u_*^*/G の目盛りを図の右側につけた. この図を使ってアメダス観測所の z_0 と u_*^*/G を推定してみると, 開けた水田地帯の (a) グループでは $z_0 = 2 \sim 4 \text{ cm}$ で $u_*^*/G \doteq 0.035$, 平野であるがやや複雑地帯の田園集落観測所の (b) グループでは $z_0 \doteq 40 \text{ cm}$ で $u_*^*/G \doteq 0.044$ 程度になる. この図から前記水田地帯にある北浦の粗度は $z_0 \doteq 2 \text{ cm}$ と推定されるが, 大気境界層の直接観測から決められた値である $z_0 \doteq 1 \text{ cm}$ (Kondo・Sato, 1982) にかかなり近い (V_z/G の値はわずか2%の違いである). 田園集落観測所の (b) グループは筑波研究学園都市内の館野高層気象台や気象研究所からみた北西方向の地表面状態に似かよっていることを考慮するなら, $z_0 \doteq 40 \text{ cm}$ はもっともらしい値と思われる.

以上のように平野部では, 近似的中立状態で $u_*^*/G \doteq 0.04$ 程度と推定されたが, 一方, 近藤と森(1983)の夜間冷却の解析から得られた夜間の安定時には $u_*^*/G \doteq 0.022$ である. 従来の大気境界層研究によれば, 安定時の u_*^*/G は中立時の値のおよそ1/2であるから(近藤, 1982, P.16), 上述の結果は矛盾しない.

6. 風に対する地形の開放度

第4図上半分に示した三角印および十字印は内陸山間部の観測所における V_z/G である. 下半分の図から粗度を求めると $z_0 = 30 \text{ cm}$ から 3 m 程度になる. 実際は, 内陸山間部の風速の値には付近の地表面粗度による抵抗のほか, 山岳や付近の森による風の遮へい効果も含まれていると見なされる. 従ってこの z_0 の推定値は見かけの粗度である. もし現地でも高さ 50 m 程度の観測塔をたてて, 大気境界層観測を行い実際の z_0 を直接求めれば, 山岳の地形効果が推定できることになる.

ここで解析した田園集落アメダス観測所の実際の周辺

環境を調べた限りでは、地表面粗度 z_0 が 1 m 以上とは考えにくい。見かけの粗度が 1 m 以上に算出された地点は近くに風を遮ぎる山林があったり、地形がおしこまれた狭い所である。

そこで地形の風に対する遮へい効果を見積もるために、各観測所の周辺環境から人家や立木が散在する場合には $z_0=40$ cm、人家などがなく比較的平坦な場合は $z_0=10$ cm、市街地内の場合（福島、山形、米沢）は $z_0=80$ cm と暫定的に仮定する。人家や立木が散在する場所の $z_0=40$ cm は前章（b）グループの結果や館野の北西方向の粗度を参考にしたものであり、市街地の $z_0=80$ cm は第 4 章で求めた仙台の結果を参考にした値である。また周辺が特に背の高い建築物の場合はその配列密度からゼロ面変位を推定する。

第 1 表の「風に対する開放度」の欄は平坦地で $z_0=10$ cm、40 cm または 80 cm と仮定した場合に期待される風速に対する実測の風速の比率（%）である。この比

率が特に小さいのは宮城県では亶理である。亶理は観測所のすぐ西側が 300 m 程度の山になっている。山形県では差首鍋、鼠ヶ関と中村が小さい。ここは両側から山で囲まれ狭い谷状地形である。福島県では県西部の山間地にある桧原、金山、只見、南郷、田島、桧枝岐で小さい。

観測所周辺環境から地上風速が地表面粗度の大きさだけで説明される米山、鹿島台、古川、大衡、狩川などの地形開放度を 1 として各地点の値を第 5 図に示した。地形開放度 ≥ 0.8 の地点は白丸印、地形開放度 ≤ 0.6 の地点は黒丸印、それらの中間の値を示す地点を白黒半分印で示した。

地形開放度の大きい地点は地形が平坦で開けた地域にあり、宮城県北部の仙台平野から山形県西部の庄内平野に抜ける稍低高度地帯、福島県中央部を南西から北東にのび仙台湾にぬける広い盆地状の平坦部である。逆に小さい地点は山間部の狭い地形のところにあり、鳥海山を

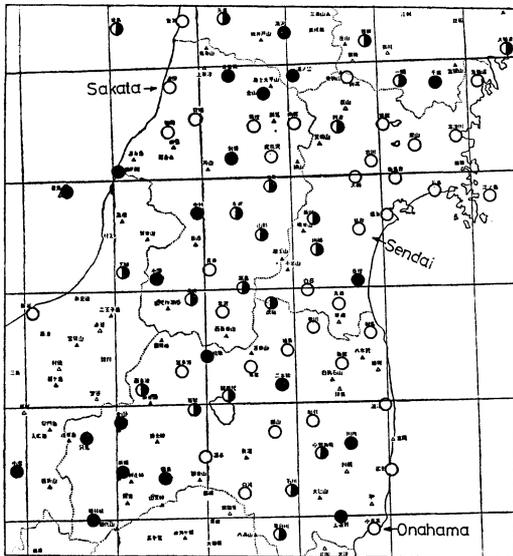
第 1 表 地表面粗度 z_0 と地形の風に対する開放度。風速計地上高と風速計有効高度が標準値 ($z=6.5$ m) の場合は、その欄無記載。地形開放度の見積もりのために、周辺環境から暫定的に仮定したゼロ面変位と粗度仮定値も示す。地形特徴欄の三角印は内陸山間、プラス印は内陸、黒印は都市、半円は海・湖岸、L 印は阿武隈山地の太平洋側（近藤と森，1982，の分類に同じ）、周辺環境の略号 H 5 は周辺地物の家や立木の高さが 5 m であることを指す。

(宮城県)	海拔高度 m	地形特徴	風速計地上高 m	ゼロ面変位 d m	風速計有効高度 z m	$\frac{V_z}{G}$	粗度 z_0 cm	地形開放度 %	仮定粗度 cm	周辺環境
駒の湯	520	△		0		0.323	30		—	山間畑地、北木 H 2
氣仙沼	40	⌒		0		0.288	50		—	谷間丘の上人家散在
川渡	170	△		0		0.197	—	65	40	畑地、北と西林 H 6-10
築館	25	□		0		0.294	40		—	田地、川岸人家散在
米山	5	□		0		0.474	3		—	田地、北東のみ家
志津川	38	⌒	5.5	0	5.5	0.240	65		—	港高台畑民家群、杉 H 7
古川	23	□		1	5.5	0.303	30		—	平地ハウス畑、櫛はずれ
大衡	60	□		0		0.297	40		—	高台斜面、田、苗木畑
鹿島台	3	□		0		0.453	4		—	田、北民家散在、北に丘
石巻	43	⌒	13.0	2	11.0	0.334	55		—	高台住宅 H 5、木 H 9
新川	267	△		0		0.226	—	75	40	小盆地、畑地人家散在
塩釜	105	⌒		0		0.298	40		—	丘陵高台
江の島	40	○	8.5	0	8.5	0.556	—	130	10	島の高台
仙台	39	■	52.1	7	45.0	0.424	130		—	市街地 H 6-36、南公園木 H 15
川崎	200	△		0		0.184	—	61	40	山間平地家木散在、フェンス脇
白石	85	+		0		0.312	35		—	畑地、ハウス、家散在
亶理	10	└		1	5.5	0.154	—	55	40	麓市街桑畑、北杉 H 10
丸森	18	+		0		0.332	30		—	平地、田桑畑人家散在

(山形県)	海拔高度 m	地形特徴	風速計 地上高 m	ゼロ面 変位 d m	風速計 有効高 度 z m	$\frac{V_z}{G}$	粗度 z_0 cm	地形開 放度 %	仮定 粗度 cm	周辺環境
飛鳥	58	○		0		0.215	—	71	40	
酒田	3	■	14.6	3	11.6	0.433	15		—	街はずれ住宅, 東水田
差首	90	+		0		0.128	—	42	40	谷間平地水田, 北住宅H 4
金山	180	△	8.5	2		0.168	—	55	40	小盆地中学H 9立木H 6の裏庭
鶴岡	16	■		0		0.272	60		—	平野, 住宅H 4-20, 果樹園
狩川	17	□		0		0.455	4		—	平野水田, 東住宅散在
新庄	95	+	10.8	2	8.8	0.275	80		—	盆地平地, 住宅地H 4-7
向町	212	△		1	5.5	0.248	60		—	山間平地, 北田南家H 4-12
肘折	365	△	8.5	1	7.5	0.165	—	52	40	小盆地高台畑, 家と木H 6-8
尾花沢	110	+		1	5.5	0.331	20		—	平地街はずれ, 田, 家散在
鼠ヶ関	7	∩		0		0.166	—	42	10	麓平地学校H17のグラウンド, 水田
楯岡	100	+		3	3.5	0.162	—	70	40	平地街はずれ, 家H 4-8の中
中村	440	△	8.5	2		0.091	—	30	40	谷間住宅地H 6-10
左沢	137	+		0		0.191	—	63	40	盆地水田, 家H 8, 防風林H20
山形	152	■	13.8	5	8.8	0.177	—	64	80	市街H 6-8, 樹木H 7-10
長井	230	△		2	4.5	0.203	80		—	街はずれ住宅地H 4-14
小国	140	+	8.5	0	8.5	0.228	—	53	10	山合水田, 南杉林H 7-10
高畠	220	△		2	4.5	0.190	—	73	40	住宅地H 4-8の中
高峰	250	△	8.5	2		0.226	—	75	40	谷中合地, 荒畑家木散在
米沢	239	▲	26.5	3	23.5	0.350	—	90	80	粗市街H 6-15

(福島県東部)	海拔高度 m	地形特徴	風速計 地上高 m	ゼロ面 変位 d m	風速計 有効高 度 z m	$\frac{V_z}{G}$	粗度 z_0 cm	地形開 放度 %	仮定 粗度 cm	周辺環境
茂庭	250	△		0		0.217	—	72	40	谷間畑墓地, 民家散在
梁川	46	+		2	4.5	0.172	100		—	住宅地, 密集研究棟H 8
福島	67	■	26.0	5	21.0	0.323	—	85	80	市街H 6-19
相馬	9	└		0		0.361	20		—	畑水田, 東小屋H 5散在
飯館	52	△		0		0.301	40		—	田樹木畑, 小屋H 3散, 学校林
二本松	240	△		0		0.150	—	50	40	丘陵市街台地家H10杉山H50
船引	460	△		0		0.297	40		—	緩斜面, 林家散在
浪江	47	└		1.5	5.0	0.221	70		—	丘上の梨畑H 2
郡山	230	▲		0		0.302	40		—	畑, 家H 4-10散在
川内	410	△		0		0.206	—	52	10	谷間, 広場の中
小野新町	433	△		1	5.5	0.183	—	65	40	小盆地畑家H 4-12
広野	60	└		1	5.5	0.241	60		—	畑梨園, 杉並木H12
白河	354	△	15.9	0	15.9	0.372	60		—	住宅地
石川	290	△		0		0.234	—	77	40	谷地形, 川岸民家H 4-7
上遠野	125	+		0		0.181	—	60	40	小盆地家庁舎H 8護岸, 田散
東白川	217	△		0		0.192	—	63	40	斜面畑, 山林H20
小名浜	3	∩	14.8	4	10.8	0.322	60		—	沿岸市街地H 4-10

(福島県) 西 部	海拔 高度 m	地形 特徴	風速計 地上高 m	ゼロ面 変位 d m	風速計 有効高 度 z m	V_z G	粗度 z_0 cm	地形開 放度 %	仮定 粗度 cm	周 辺 環 境
檜 原	839	△	7.5	0	7.5	0.097	—	31	40	山合荒地, 木H10-15散在
喜 多 方	212	△		2	4.5	0.243	50	—	—	平地木, 西家H4散在
鷲 倉	1,210	○		0		0.421	7	—	—	山, 緩斜面道路脇笹やぶ
西 会 津	110	+	8.0	0	8.0	0.234	—	71	40	盆地平地田広場木家H15
猪 苗 代	521	—		0		0.195	—	64	40	田, 家H4-7立木H13
金 山	324	△		0		0.060	—	20	40	谷合裸地家散在
若 松	212	▲	13.4	2	11.4	0.249	—	69	40	住宅地H4-7
只 見	377	△	10.0	0	10.0	0.146	—	42	40	谷合グランド家H4-10
南 郷	540	△		0		0.148	—	49	40	谷間, 役場H12の庭
湯 本	560	△		0		0.309	35	—	—	谷合, 木家H4
田 島	570	△	8.0	0	8.0	0.080	—	25	40	谷地形住宅地
檜 枝 岐	930	△	8.0	0	8.0	0.172	—	41	10	谷間の畑



第5図 アメダス観測所の風に対する地形開放度, 白丸は開放度 ≥ 0.8 , 黒丸は開放度 ≤ 0.6 , 白黒半分印はそれらの中間値. 東北南部3県のほかに, 新潟県, 秋田県, 岩手県の一部も含めてある.

含む山形県北部の山地, 月山, 朝日山系, 福島西部の越後山脈, 阿武隈山地などの山間部である.

7. 山頂地形上の粗度

そびえた山頂ではなくて, 緩い傾斜の頂上地形におけ

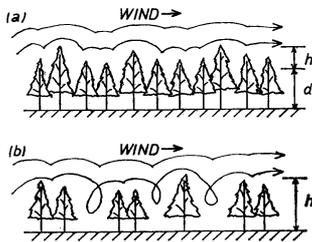
る地表面上の風速高度分布は水平で広い地表面上におけるのと同様に「対数分布」を持つことが確かめられている. たとえば森ほか (1983) によれば, 東北大学川渡農場の山頂付近の放牧場がそれに相当する. 本論文で提案した地表面粗度間接的決定法をこの緩傾斜山頂地形にも応用する.

第2表にその結果を示す. 川渡農場の山頂は周囲より高く, ゆるい起伏の地表は牧草で覆われている. 少し下ったところを通る道路ぞいに背の低い雑木, その外側は一段と低地で麓方向の斜面は松林, 反対方向の牧場斜面は遠方ほど斜面角は大きくなり谷地形に続く. 牧草地のごく局所的な地表面粗度は 0.5 cm (森ほか, 1983) であるが, 今回えたやや広面積の地表面粗度 $z_0=2 \text{ cm}$ は周辺の環境からみて妥当な値であると思われる.

つぎに, 観測地女川は宮城県牡鹿半島の東側で太平洋に面し, 海岸から $0.6\sim 1 \text{ km}$ 程度の距離にある周囲より小高い地形で, 観測塔周辺は山林で覆われている. 観察した樹木の状態からゼロ面変位を $d=5 \text{ m}$ と推定し, 風速計有効高度 $z=66 \text{ m}$ を用いて粗度を見積ると 1 cm 以下になる. この値は環境からして小さすぎると思われる. そこで, 直接的な方法で求められている他の森林の粗度を参考にして, この林の粗度を $z_0=50 \text{ cm}$ と仮定し, 前章と同様に地形の開放度を見積ると 134% を得る. つまり, この山頂は周辺が稍急斜面で風速計のレベルで気流が多少収束するようである. これは宮城県内アメダス観測所江の島が島の高台にあって地形開放度が 130% と見積もられたのと同じ傾向である(第1表参照).

第2表 第1表と同じ、ただし山頂地形上の地表面粗度。比較のために、前章までにえた結果やその他の資料も掲げた。* 印の d と z_0 は直接測定値 (近藤, 1971), ** 印は Yamamoto・Shimanuki (1964) による。

観測地	海拔高度 m	風速計 地上高 m	ゼロ面 変位 d m	$\frac{V_z}{G}$	粗度 z_0 cm	地形開 放度 %	仮定粗度 cm	記 事
川渡, 山頂	560	2.5	0	0.407	2			緩斜面牧草地
女川, 山頂	104	71.0	5	0.723	—	134	50	起伏稍急山林H10 —様林H23*
御明神試験林		(多数)	19		110			—様林H4-5*
館野, 昔の林		(多数)	3		45			
都市, 仙台	39	52.1	7		124			第4章
東京タワー		(多数)	—		165			山本と島貫**
館野	26	20.5	0		100			第3章
田園集落		6.5	0		40			地点による, 第5章
北浦, 水田	12	6.0	0	0.484	2			第5章



第6図 地物の配列と地表面粗度の関係を説明する模式図。(a) 一様林の場合、 h は幾何粗度、 d はゼロ面変位、(b) 地物が分散している場合。

山地森林上の風に対する粗度や地形効果を直接的方法で求めるための乱流観測は通常困難とされているが、今回提案した方法を用いるなら観測は格段に容易であるので多方面での応用を期待したい。

8. あとがき

この報告では地上風速の観測値から、やや広域の地表面の空気力学的粗度を推定する方法を提案し、その応用例を示した。人家などのない水田地の粗度は $z_0=2\sim4$ cm 程度と評価され、従来の乱流観測から直接的にえられている値に等しい結果となった。人家や立木などが散在する地域においては $z_0=40$ cm 程度である。

局所的には小さな粗度である田・畑であっても、人家等々が散在する複雑多様な現実地表面では、その広域粗度は増大するようである。その物理的機構の模式的説明を第6図に示した。たとえば背丈の高い樹木が密に生え

ている場合、その上空を流れる風に対する空気力学的粗度は主として粗度物体上部層の幾何学的構造に依存し、その背丈によらないのに対し、やや疎な配列密度の群構造ないしは単体配列の現実的な地表面では、粗度物体は風に対して全体として作用し、抵抗力を増加するため空気力学的粗度が大きくなると考えられる。今後の研究では粗度物体群の配列構造と粗度 z_0 との関係を明らかにする予定である。

地形が非常に複雑な山あいでは風は山岳などの遮断効果で弱くなることが知られているが、その効果を評価する方法も本報告で示した。地形の風に対する開放度を定義し、それを求め地形と対応してみると、比較的平坦な広い平野部では予想どおりに大きく、狭い地形では小さく、突出地形では1以上である。

結論として、比較的代表的な地点に選定され、風速計が適切な地上高度に設置されたアメダス観測所の地上風速の違いは主として地表面粗度の大きさで説明される。内陸の深い山間部では地形の遮へい効果も受けている。本報告は現実地表の地表面粗度と局地風を評価する方法の応用例を示す事に主眼点を置いた。

謝 辞

観測地女川の風速データは東北電力K.K.の御好意によって得たものであり、またアメダス観測所環境は仙台管区気象台調査課資料閲覧によった。ここに感謝の意を表します。本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究による。

文 献

Hanafusa, T. and T. Fujitani, 1981: Characteristics of high winds observed from a 200 m meteorological tower at Tsukuba Science City, Pap. Met. and Geophys., 32, 19-35.

近藤純正, 1971: 森林内とその上空での日射量と風速の鉛直分布, 科学研究費御明神試験流域研究報告 (岩手大学), 15-30.

———, 1982: 大気境界層の科学, 東京堂出版, 219pp.

———, 森 洋介, 1982: アメダス (地域気象観測所) データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式 (1), 天気, 29, 1221-1233.

———, ———, 1983: 同上 (2), 天気, 30,

143-150.

森 洋介, 近藤純正, 庄司邦彦, 佐藤 威, 安田延壽, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 高平 進, 阿部愛美, 1983: 山地の夜間冷却と熱収支, 天気, 30, 259-267.

Naito, K., N. Banno, T. Hanafusa, T. Fujitani and Y. Yamashita, 1981: Strong winds observed by a 200 m Tsukuba Meteorological Observation Tower, Thirteenth Joint Meeting U.S.—Japan Panel on Wind and Seismic Effects, May 19-22, 1981, 16pp.

Yamamoto, G. and A. Shimanuki, 1964: Profiles of wind and temperature in the lowest 250 meters in Tokyo, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys., 15, 111-114.



木村竜治 著
地球流体力学入門
気象学のプロムナード 13

東京堂出版, 1983年, 247頁,
3,200円

木村さんの学会講演はいつも楽しい。氏は、複雑な自然現象の中から素過程を抽出し、実に鮮やかにそのメカニズムを解き明かしてくれるからである。

本書は、その様な著者の思弁や手つきを生き生きと伝えてくれる、格好の地球流体力学の入門書と言えよう。

地球流体力学は、地球さらには惑星の大気や海洋中に存在する現象を、体系的・統一的に取り扱う学問である。従って、著者が序章で、「本書の考え方が地球科学と異なる点は、自然現象を直接考察の対象としないことである。」と述べている様に、地球流体力学が対象とするのは、いわば様式化された自然・抽象化された自然である。しかし、地球流体力学が私たちにとって、かくも魅力的で、豊かであるのは、自然の豊饒の賜物であることを忘れてはならない。著者は、素過程を取り扱い、単純化された方程式を解きつつ、自然現象との対比に心を配ることにより、私たち読者に、そのことを強調して止まない。

本書の構成は次の様になっている：< 1部, 回転流体の性質 > 1章 剛体回転, 2章 回転系の運動方程式, 3章 地衡流とエクマン境界層, 4章 ポテンシャル渦

度保存則と海水の風成循環 < 2部, 密度成層流体の性質 > 5章 水面波を例にした分散性波動の基礎, 6章 密度成層流体の静力学, 7章 内部重力波, 8章 水平対流, 9章 鉛直対流, 10章 回転流体と密度成層流体の類似性 < 3部, 回転と密度成層が同時に存在する流体の性質 > 11章 回転成層流体の静力学, 12章 地衡流調節, 13章 回転成層流体のスピンアップ, 14章 ロスビー波, 15章 傾圧不安定波。

地球流体力学と流体力学が取り扱う現象における大きな相違は、密度成層と回転効果の二つの要素の存在であろう。

著者は、先ず第1部では、回転流体を記述する基礎方程式を導き、剛体回転から僅かにずれた運動、即ち、地衡流運動について論じている。第2部では、密度成層流体の運動について論じ、実は、回転流体と密度成層流体の運動は、同じ方程式系で記述できるという議論で締めくくっている。第3部では、ロスビー波や回転成層流体中の波動について論じている。

本書を読み終えてみると、著者が如何に自らの語り口と文体とを大切にしているかが良く分かる。第2章では、慣性系と回転系における時間微分の変換式を導出するのに、ストリーク写真の技法を使ったり、第5章で群速度の説明をするにあたっては、私たちにスダレ模様の実験をさせる等、室内実験の手練としての木村さんの一面が窺え実に楽しい。

(守田 治)